

锋面通过台湾海峡时引起的 快速成长波高推算

高家俊 董东璟 范扬滔 庄士贤 李汴军

(台湾台南成功大学, 台湾)

(台湾台北华梵大学, 台湾)

摘 要 每年冬季因中国北方冷空气前缘东移出海南下而形成的锋面是造成台湾海峡内恶劣海况的原因之一, 锋面的到临常引发快速增高的波浪, 这种海况是目前作业化数值预报模式在操作上不易反映的。经验证明根据元素波模式推衍所得的面积风域法推算波浪, 适合于推导季风期间海况的一种方法。本文将锋面期间风域是移动的特性结合面积风域理论, 作为推算锋面抵达时推算波高的方法。本文提出加权风场内插法计算各时刻各网格点的风速, 使得面积风域理论简化为在网格点上的离散计算。文中根据锋面期间实际观测数据计算波能传播速率与风能传授系数等参数, 经由案例分析的结果显示这个离散化面积风域法可以合理地推算锋面期间快速成长的波高。

关键词: 台湾海峡; 锋面; 波高推算; 面积风域法

中图分类号: P732 **文献标识码:** A **文章编号:** 1003 - 0239 (2002) - 03 - 0001 - 13

1 前言

锋面是两种密度或温度不同的气团之交界面。冬季期间由于蒙古高气压增强并东移出海, 冷空气急速南下, 引起东北风增强, 不但造成气温大幅下降, 在海面上也引起波涛汹涌的海象征兆。根据统计, 台湾地区每年冬季受到较显著锋面的影响次数约在 20 次以上。由台南成功大学近海水文中心的实际观测资料分析结果显示, 位于台湾海峡北侧的新竹海域在 1999 年全年的平均示性波高约为 0.88m, 波高波向的玫瑰图如图 1 所示。该年示性波高大于 1.5m 以上的天数约有 133d, 而其中受锋面过境所引起者即有 72d, 而发生在台风期间的大波高仅约 7d 左右, 说明了在台湾海峡内的海况主要是受锋面所主导。台风期间虽易带来巨浪, 但影响时间短暂且台风移动缓慢, 较易预报而容易防范。

本文于 2002 年 5 月 22 日收到。

作者简介: 高家俊 (1950-), 男, 德国汉诺威土木工程博士, 现任台南成功大学水利及海洋工程研究所教授兼所长, 专业是近海水文环境监测与研究。

除此, 锋面过境期间示性波高常常有急速增长的变化, 在数个小时或半日内, 海面状况由锋面前缘抵达前的平静无波急涨至大浪。如图 2 的例子说明示性波高在一天内由平静无波的 20cm 增长至 220cm 的凶猛海况。这种由锋面所引起变化快速的海况, 可能会使在海面上活动的船只反应不及而造成危害, 尤其是对近海渔业的小舢舨以及从事海上休闲游憩的娱乐船只更具威胁性。因而对这种海况的预报是极为重要的。波浪预报目前常用的波浪推算模式可有示性波法及波谱法两种。前者是将纷纭变动之海洋波浪以示性波来描述, 探讨示性波高、示性周期等参数之间的关系, 如 SMB 数值风浪模式。后者是应用波浪能量平衡方程式为其控制方程式, 加入波浪传递后所产生的各种物理过程加以推算。采用风速资料作为输入, 获得广阔海域之波浪预报信息, 如 WAM 模式等。然而大部分的波浪预报作业的时间间隔较长, 如每日进行两次的波浪预报, 时间间隔为 12h。由于前述的锋面海况可能在 12h 内已经历了快速长高又回复平静的过程, 这种过程将无法准确地预报。

由于锋面系统具有一个移动性风域, 再加上海峡具有狭长地形影响, 使其风浪成长曲线更显复杂而不易根据风浪成长理论来从事波浪推算作业。梁(1973) 根据元素波模式提出的面积风域法 (Fetch Area Method) 已成功运用在推算冬季季风期间的海况。本研究将再次运用该理论, 并将锋面期间移动风域的概念导入。由于该法计算时须从事数值积分运算, 若能获得空间网格点上的风场, 则可以简化计算程序。因此本文发展了一个风场内插方法来计算空间风场, 最后将其应用于推算锋面抵达后急速增长的波高。本文第二节介绍面积风域法理论与锋面过境时, 风浪生成之解析。第三节说明风场内插方法与面积风域法中参数的计算。第四节则将该法应用于分析实际锋面海况推算。结论与建议则说明于本文最后一节, 本研究中的现场资料系由成功大学近海水文中心自行开发的资料浮标 (Data Buoy) 观测所得 [Kao et al., 1999]。

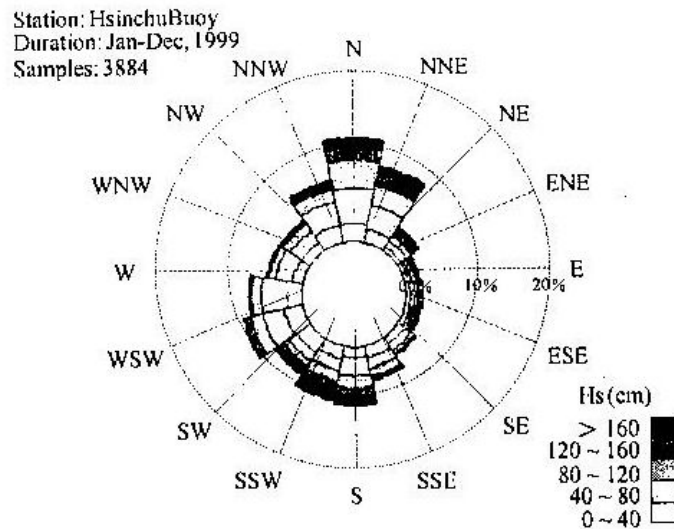


图 1 新竹海域 1999 年波高波向玫瑰图

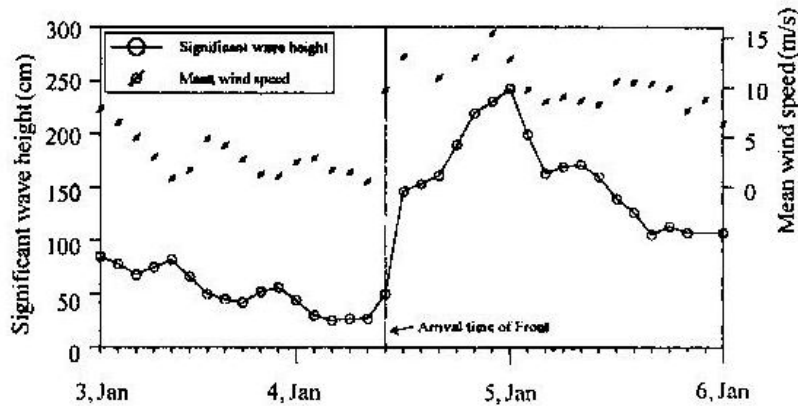


图 2 一次锋面期间波高急速增长的案例

[1998/1/4 台湾海峡新竹测站]

2 导入移动风域观念的面积风域法

2.1 面积风域法基本理论

元素波 (Elementary waves) 系假设风场中的任一小区块被视为一个独立的波浪生成元素。根据这个概念, Liang (1973) 提出面积风域 (Fetch area) 的定义, 其与风域距离 (Fetch) 的意义相同并具有相同的单位, 但其所代表的物理意义更符合实际的波浪生成现象。经由元素波理论可以导出在单位面积上风传授给波浪的平均功率为:

$$\overline{RE} = \bar{\xi} U^2 \quad (1)$$

式中 U 为单位面积上之平均风速; $\bar{\xi}$ 为平均风能传授系数 (Wind power transfer parameter) 是一个随机变量, 可藉由实际观测分析而得其经验值。根据上式得知在面积 dA 上所获得之总功率为 $\bar{\xi} U^2 dA$ 。当风域内最远的元素波到达观测点时, 经推导在该点所获得的平均波能为 (详细推导请参阅 Liang, 1973):

$$E = \frac{C}{RGV} \int_r \int_\theta \bar{\xi}(r, \theta) U^2(r, \theta) R[\beta(r, \theta)] dr d\theta \quad (2)$$

式中的 $\iint R[\beta(r, \theta)] dr d\theta$ 部分即是所谓的面积风域, C 为常数, RGV 称为特征群波速度 (Representative group velocity, RGV), 也就是波能传播速率, 可根据观测点的能谱函数 $[\phi(\sigma)]$ 计算, 如下式:

$$RGV = \frac{g}{2} \frac{\int_0^\infty \sigma^{-1} \phi(\sigma) d\sigma}{\int_0^\infty \phi(\sigma) d\sigma} \quad (3)$$

如图 3 元素波理论之坐标系统所示, $R[\beta(r, \theta)]$ 是影响波浪分散传播的函数, β 为风向与

元素波射线之夹角, 假设其小于 90° ($|\beta| \leq 90^\circ$)。Liang (1974) 指出由于 $R[\beta(r, \theta)]$ 在模式中仅为加权的作用, 以 $\cos^2\beta$ 来推求近似值即已足够。

波浪传递的过程中, 由于受到粘性与紊流的作用, 因此波能会有衰减的现象。而受到粘性或紊流作用产生的能量衰减可以如下的指数分布表示 (Ippen, 1966):

$$E/E_0 = e^{-\alpha r} \quad (4)$$

式中 E 为距离观测点 F 远处的波能; E_0 为观测点的波能; α 为波长、粘性 & 雷诺数的函数, 由于该参数难以根据理论定义, 因此若假设距离观测点 F 远处的波能传到观测点的能量只剩 1%, 则可推得:

$$\alpha = \frac{0.08}{U^2} \quad (5)$$

结合 (2) 式与 (4) 式, 考虑了波浪衰减效应的面积风域能量即可以下式来计算, 波高的推算即可根据能量的积分而求得:

$$E = \frac{C}{RGV} \int \int \bar{\xi}(r, \theta) \cdot U^2(r, \theta) \cdot \cos^2\beta \cdot \exp\left(-\frac{0.08}{U^2(r, \theta)} r\right) dr d\theta \quad (6)$$

2.2 锋面之移动风域的导入

前文推导的面积风域法经验证得知可适用于冬季季风波浪之预报 (Liang, 1975)。但因为面积风域法的理论推导过程中, 假设风速是一个稳定的状态, 然而锋面过境期间,

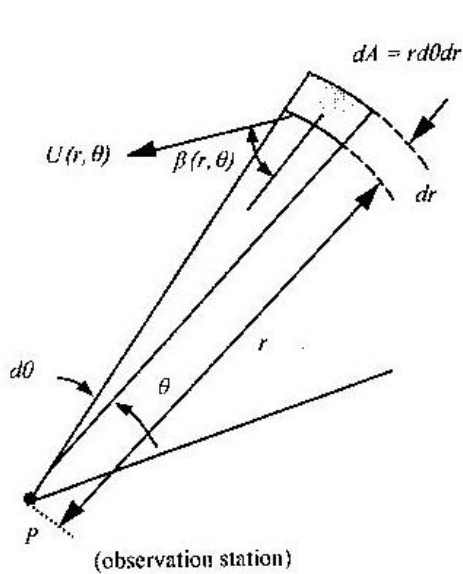


图 3 元素波理论之坐标系

[引自李 (1974)]

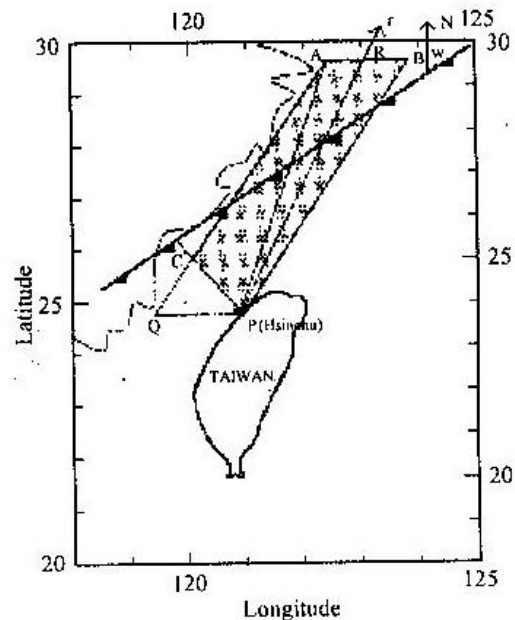


图 4 锋面位置与风域分析图

[引自 Liang (1979)]

风场为不均匀状态，并且随着锋面的移动，产生了随时间移动的风域，因此此法在锋面期间需进行适度之修正。李 (1979) 以移动风域之观念解析台中港冬季锋面过境型的波浪成长，为了数学上的处理，做了以下几点假设：(1) 考虑锋面波动大部分从长江口出海，亦就是说风浪产生区域可以以舟山群岛附近为上限，加上台湾海峡受到两边陆地影响，及采用线风域观念，因此将风域范围选为平行四边形，从长江口到台湾海峡附近是影响海峡内波浪成长的“有效风域”。(2) 假设在中国东南沿海地区所出现之冷锋走向为 NE-SW 走向。(3) 因考虑锋面前后为一不连续面，同时也为了数学处理方便之故，因此假设锋面前后之风速变化为一阶梯函数。(4) 因为气旋中心在东海时，其冷锋后面所伴随 NE 季风向 SW 延伸，加上锋面呈 NE-SW 走向，所以假设地面风向与锋面走向平行。

图 4 为一示意图，假设锋面落在平行四边形风域内，P 为观测点，ABPC 为 P 点在锋面过境时之有效风域范围 (因 $\beta=90^\circ$, $\cos\beta=0$)，AC、BP 为自然边界， θ_0 为自然边界 BP 之起始角度， θ 为任意射线 (r) 之角度，在 AB 截面之交点为 R_0 。若 V_x 表示锋面向东移的速率，由三角函数关系，可导出锋面在任意射线上之移动速度为：

$$V_\theta = V_x \cos \theta_w \sec(\theta + \theta_w - \pi) \quad (7)$$

李 (1979) 再导出风域随时间变化之情形可由 R_0 得知，可由下式计算：

$$R_0 = \frac{UV_\theta(T + \tau - t)}{U - 2V_\theta} \quad (8)$$

式中

$$T = \frac{R_0}{V_\theta} \quad (9)$$

$$\tau = \begin{cases} \frac{1}{V_x} [AB - BP \sin(\theta - \theta_0) \csc \theta], & \theta < \theta_{AP} \\ 0, & \theta = \theta_{AP} \\ \frac{1}{V_x} [BP - AB \sin(\pi - \theta) \csc(\theta - \theta_0)], & \theta > \theta_{AP} \end{cases} \quad (10)$$

任一时间 t 之风域位置 $F(t)$ 可表示为 (设 $t=0$ ，锋面正在 A 点)

$$F(t) = H(\theta - \theta_0) \cdot H(\theta_c - \theta) \times \begin{cases} UH(\gamma - R_0)H(R_0 - \gamma)H(\gamma), & U - 2V_\theta > 0 \\ UH(\gamma)H(R_0 - \gamma), & U - 2V_\theta = 0 \\ UH(\gamma)H(R_0 - \gamma)H(R_0 - \gamma), & U - 2V_\theta < 0 \end{cases} \quad (11)$$

式中 $H(x) = \begin{cases} 0, & x < 0 \\ 1, & x > 0 \end{cases}$ 为一个阶梯函数，而 θ_0 为锋面所在位置之起始角度， θ_c 为锋面所在位置之终止角，以下式计算：

$$\theta_c = \theta_{AP} - \tan^{-1}\left(\frac{V_x t}{AP}\right) \quad \text{当 } \theta < \theta_0 \text{ 时, } \theta_c = \theta_0 \quad (12)$$

$$\theta_v = \tan^{-1} \left[\frac{(AC - V_v t) \sin \theta_0}{(AC - V_v t) \cos \theta_0 - CP} \right] \quad \text{当} \begin{cases} \theta_v \geq \pi - \theta_0 \\ \theta_v = \pi - \theta_0 \end{cases} \quad (13)$$

(11) 式是指任一锋面之边界条件, 其中 θ 要在 θ_1 与 θ_2 , r 要在 AB 、 AC 所夹面积之内, 故:

$$E(t) \sim \int_{x_0} \int_{\theta_0} U^2 \cos^2(\theta + \theta_v - \frac{\pi}{2}) \exp(-\frac{0.08}{U^2} r) dr d\theta \quad (14)$$

因此, 根据(6)式及(14)式:

$$E(t) = \frac{C_{\xi}^2}{R G V} \int_{x_0} \int_{\theta_0} U^2 \cos^2(\theta + \theta_v - \frac{\pi}{2}) \exp(-\frac{0.08}{U^2(r, \theta)} r) dr d\theta \quad (15)$$

上式即为锋面过境时观测点之波浪能量, 积分后可以计算出预测波高。由于计算时每一射线均要判断 $U - 2V_v$ 之大小, 决定波浪是什么型态传到测站, 因此通常必须应用数值积分求解。

3 风场内插与参数计算

3.1 以实测风速为权重的内插风场法

风浪数值模式中, 风场为必须的输入值, 经由风与浪之间的能量交换的处理, 可以预报海面上的波浪信息。目前气象单位提供的是间隔 12h 的风场资料, 常以线性内插来获得逐时的风场以提供波浪数值预报模式输入。然而若遇到像锋面期间快速变化的天气系统时, 风场可能在短时间内快速地变化, 以线性内插的方式难以求得正确的变化情形, 可能就会造成预报上的偏差。本文作者于先前研究中 [范等人, 2001], 根据气象单位提供的风场, 配合现场资料浮标观测站每两小时测量的风速及风向资料趋势, 提出以实测风为权重的风场内插法 (Weighted Wind Interpolation Method, WIM) 分析逐时风场, 藉以估算逐时风域大小并计算风域内网格点的风速与风向, 应用于上述的离散面积风域法波浪推算。加权风场内插法的概念概述如下, 详细的说明与验证请参阅相关文献。

若有 T_1 及 T_2 两个时刻的风场图以及某一现场测站风速资料, 加权风场内插法乃以现场实测风速仿真风场在时间上之变动, 如 (16) 式; 以待测点与实测点之风速比值为权重仿真风场在空间上的变化, 如 (17) 式所示:

$$u_{x, y, t} = u_{field, t} \times W_{x, y} \quad T_1 < t < T_2 \quad (16)$$

$$W_{x, y} = \frac{u_{x, y, T_1} + u_{x, y, T_2}}{u_{buoy, T_1} + u_{buoy, T_2}} \quad (17)$$

上式 $u_{x, y, t}$ 为 t 时刻 (x, y) 位置的内插结果, $u_{field, t}$ 是在 t 时刻的现场浮标观测值, $W_{x, y}$ 为权重, u_{buoy, T_1} 、 u_{buoy, T_2} 分别为 T_1 与 T_2 时刻的现场观测值, u_{x, y, T_1} 、 u_{x, y, T_2} 则是 T_1 与 T_2 时刻天

气图中 (x, y) 位置点的风速。

本法分析时必须将现场浮标的实测风速转换为与风场同一个高度的风速后再代入(16)、(17)式中计算每个网格点的风场。由于实际上难以直接测量整个空间的风场,因此本文采用气象单位提供的风场做为验证的对象。其余的理论推导与详细的验证案例说明请参阅(范, 2001), 分析结果如图5所示, 内插的误差列于表1中, 在对台湾海峡具有意义的有效风域范围内(如图5方框所示)的风速平均误差约为 1.0m/s , 风向的平均误差约为 6° , 显示加权内插法的分析结果可以被接受。此外, 比较加权内插法以及线性内插法的分析结果也同时列于表1中, 可看出加权内插法得到之内插风场平均误差小于线性内插。在本例中虽然以加权内插的结果相较于线性内插所得改善并非相当显著, 然而以实测风速为权重较具意义, 在逐时的内插风场中可以表现出锋面期间风场的变化, 此点是无法由表1中的平均误差所评判的, 另外比较表1中全部网格点与有效权重网格点的误差可以发现, 愈接近现场权重站区域的内插误差愈小, 可推论若能使用更多的现场权重站应当可以获得更小的内插误差。

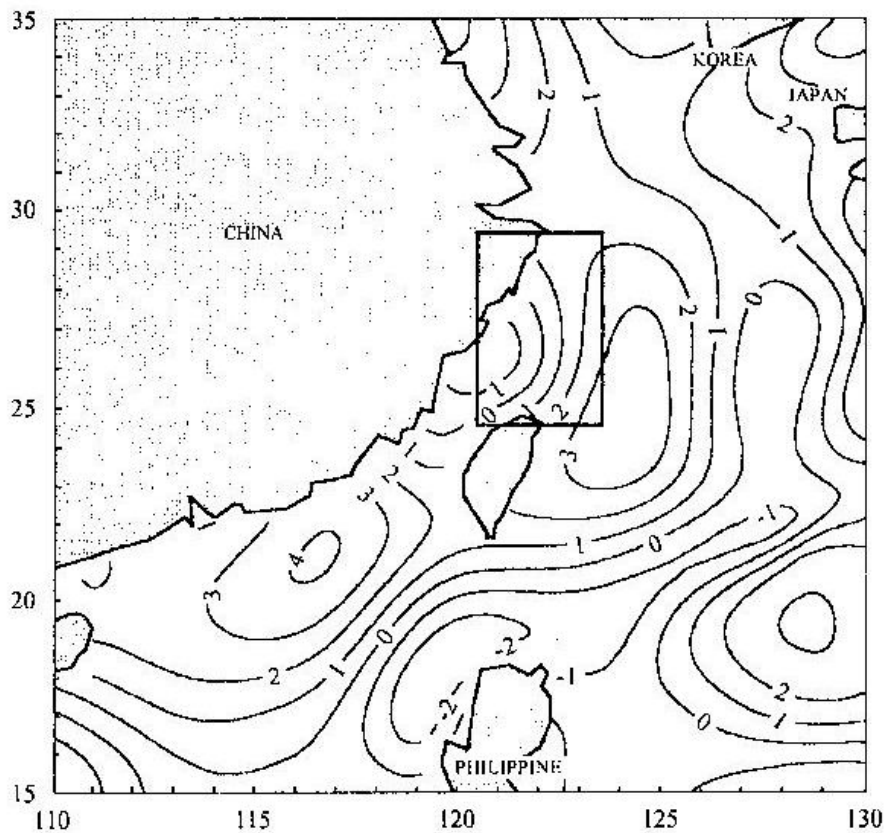


图5 加权内插法所得之风场与气象单位提供之风场的风速误差图(单位: m/s)

表 1 加权内插法与线性内插法之误差程度比较

	风速内插的平均误差		风向内插的平均误差	
	加权内插法	线性内插法	加权内插法	线性内插法
所有网格点 (不含陆地)	1.4	0.99	19	20
有效风域内 之网格点	1.0	1.9	6	8

3.2 波浪传播速率与风能传授系数的计算

李 (1979) 假设波浪传播速率为 0.5 倍的风速, 在稳定东北季风时颇为合理。然而根据实际的天气报告指出, 锋面过境期间锋面的移动速度可能不为常值。本文采用锋面期间实测资料来计算波浪传播速率, 可以获得较真实的代表值。波浪传播速率系根据前文 (3) 式计算。本文利用回归分析探讨波浪传播速率与有效风域内风速的关系, 如图 6 所示, 获得如下的关系式:

$$RGV = 0.5U + 3.5 \quad (18)$$

面积风域法中另外一个重要的参数为风能传授系数, 其意义为单位面积上的波浪可从风获得之能量与风产生的能量之比值。Liang (1978) 提出风能传授系数可以根据示性波高和周期来计算。然而示性波高可能包含了来自风浪和涌浪的能量合成, 并不能正确地将风浪部分的能量表现出来。庄 (1992) 讨论风能传授系数对波高推算的影响, 指出风能传授系数对波浪能量之计算影响很大。高估该值将得到过量之波浪预报结果, 反之亦然。因此为了得到较精确的计算, 本文基于风涌浪分离的方法 (Wang et al., 2001) 提出一个计算风能传授系数的方式, 根据定义风能传授系数可以下式计算:

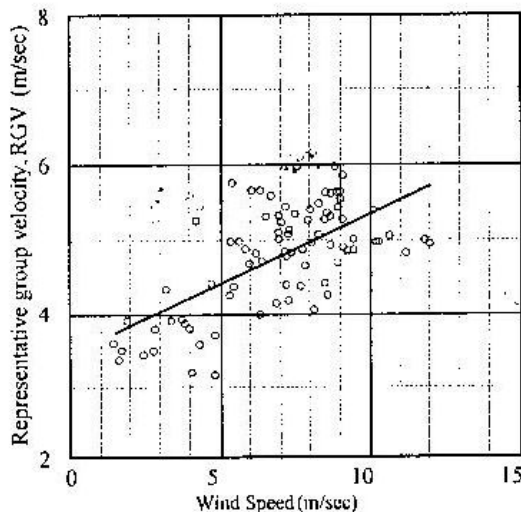


图 6 波能传播速率与风速关系

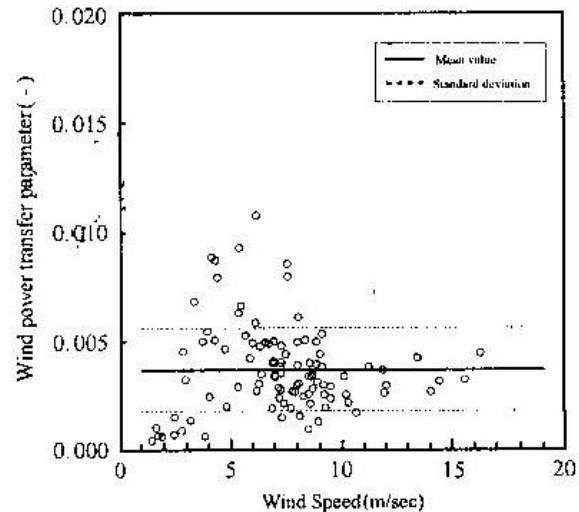


图 7 风能传授系数与风速之关系

$$\zeta = \frac{E_{wind\ wave}}{E_{wind}} \quad (19)$$

式中 $E_{wind\ wave}$ 为风浪能量。而风的能量(E_{wind})则可以海平面 10m 高的风速平方来计算。本文收集 13 次锋面期间的资料, 计算风能传授系数并与风速关系绘于图 7。由于所选取的锋面特性变异颇大, 有移速甚快或较慢的锋面, 锋面的强度变化也大, 因此获得的结果略显散布。为了计算运用之故, 本文取用其平均值 ($\bar{\zeta}=0.0036$) 为风能传授系数代表值, 其标准差为 0.0016。

4 锋面成长段波高的推算与验证

藉由前文论述的面积风域法, 引入移动风域概念, 根据实测资料计算波能传播系数、风能传授系数, 加上本文提出的加权风场内插法, 计算逐时的有效风域及各网格点的平均风速, 获得面积风域法推算的锋面波高。由于锋面抵达测站前后常引发的快速成长波高是一般作业化模式难以推算者, 这种突变海况也是对船只有较大威胁者。相反地, 大波浪后恢复平静的过程则是较不被重视者。因此本文将仅就锋面期间的波高成长段进行推算, 并与实际观测值比较分析。

本文选用两个不同形态的锋面进行推算, 如表 2 所示, 案例 A 是一个典型在短时间内快速长高的锋面波高(天气图如图 8 所示), 离散面积风域法的推算结果(见图 9), 在波浪成长段与实测值接近。而案例 B 是一个费时二天通过台湾的锋面系统, 实测资料也显示海况在短时间内有较大的变化, 然而图 10 的推算结果显示在波浪刚开始成长前, 推算值低于实测值, 由于此时锋面尚未到达测站, 而前文中计算相关参数时, 取用波高主要成长段的资料可能是原因之一。而在此锋面波浪的主要成长段估算值却高于实测值, 根据推断此案例的锋面系统移动速度较快, 造成风浪间的能量授受脱离了原有的机制, 此点仍有待未来更深入的探讨, 并在移动风域导入面积风域法的理论部分进行适度的修正。然而上述的两个案例的分析结果在某个程度上仍然说明了本文应用离散面积风域法推算锋面波高成长段的可行性。

表 2 锋面分析案例与该期间海况描述

案例编号	锋面通过台湾的时间	气象报告对于锋面的描述	锋面期间最大波高 (cm)	锋面期间最大风速 (m/s)
A	Jan 4, 1998 (历时一天)	锋面快速通过台湾	169	9.3
B	Jan 14 ~ 15, 1998 (历时两天)	锋面系统强烈	275	15.4

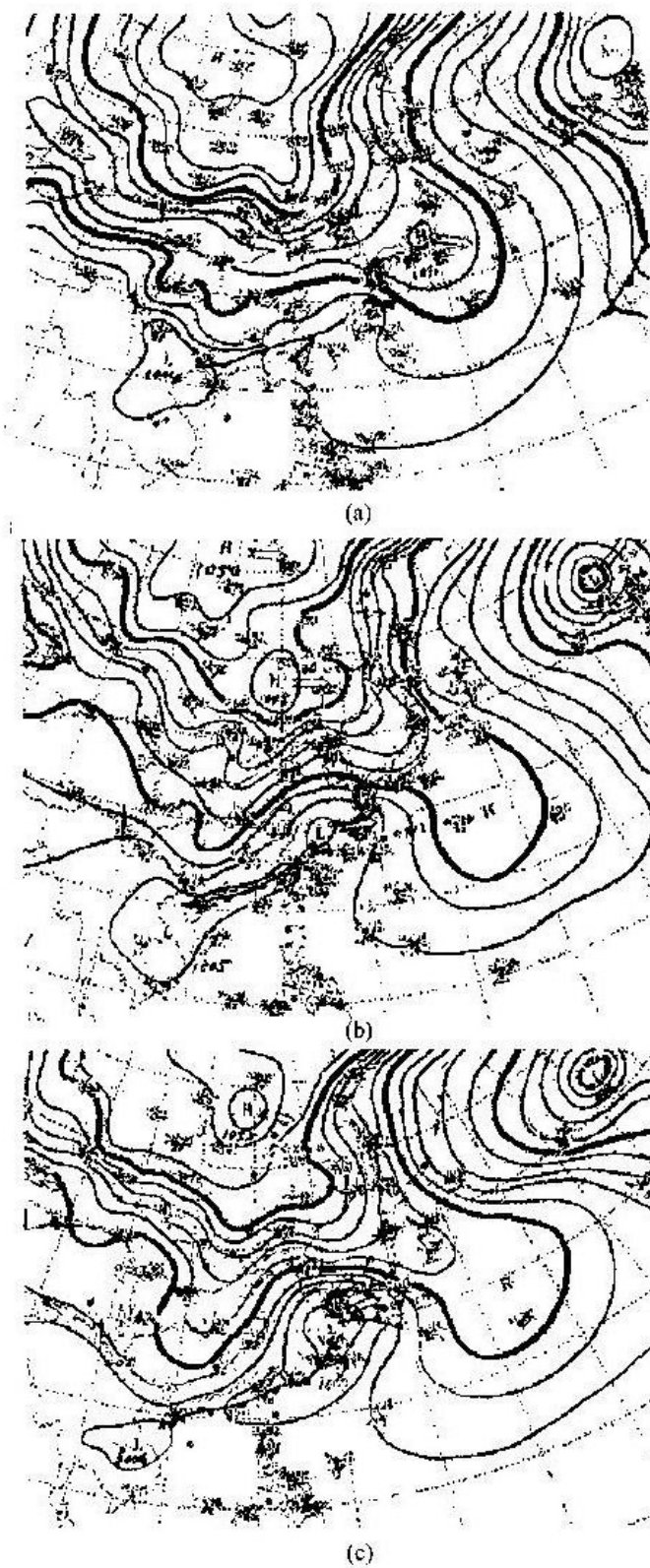


图 8 (a) (b) (c) 锋面期间天气图 (案例 A),
(a) 1/14 02:00 (b) 1/14 14:00 (c) 1/15 02:00 (当地时间)

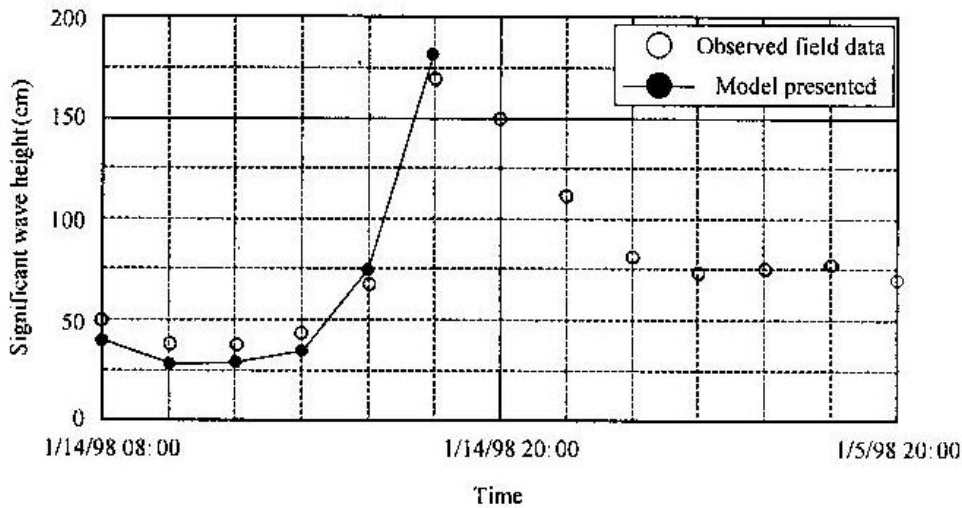


图 9 推算波高与实测波高比较图 (案例 A)

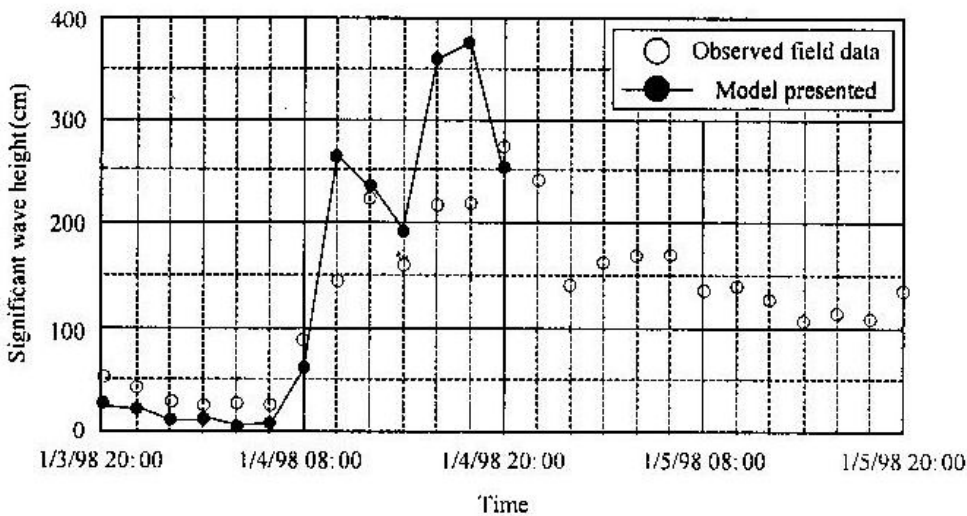


图 10 推算波高与实测波高比较图 (案例 B)

5 结论与建议

锋面过境期间在短时间内引起的波高快速成长, 是一种对小船只具有潜在危害的一种海象。目前作业化数值模式不易反映出这种短时变化。本文以应用在推算冬季季风期间波浪有良好效果的面积风域法, 配合锋面期间移动风域的导入, 并运用本文提出风场内插方式将模式离散化计算, 经由实际锋面案例的分析验证了此法的可行性。由于这种海象的特性在其突变性, 因此本文从事成长阶段的波高推算与验证, 分析结果归纳成以下几点结论:

(1) 一般型态的锋面期间成长段的波高推算误差是可以被接受的, 然而移速快的锋面推算结果较差。

(2) 实测资料分析结果显示, 波能传播速率与风速可以线性关系表示。

(3) 风能传授系数与风速之间并无显著的相关性存在。

后续的研究对于锋面移速较快的推算结果可从理论推导来修正, 更多不同型态的锋面案例分析理应可以获得更可靠的结果。

致谢

为文期间感谢台湾大学海洋研究所梁乃匡教授在理论推演等方面的指导与建议。本文中天气图系由气象局提供, 在此一并致谢。

参考文献

- [1] 李汴军. 冬季锋面过境型台中港波浪成长之研究. 大气科学, 1979, 6 (1): 1~5.
- [2] 庄甲子, 吴基, 周哲民. 台湾北部海岸风浪特性之研究. 第十四届台湾海洋工程研讨会论文集. 1993. 92 ~ 106.
- [3] 范扬洛, 李汴军, 董东璟, 庄士贤. 应用内插风场于推算锋面波高模式. 第二十三届台湾海洋工程研讨会论文集. 2001.
- [4] Ippen, A. T. Estuary and Coastline Hydrodynamics, Engineering Societies Monographs. McGraw-Hill. 1966.
- [5] Kao, C. C., Chuang, L. Z. H., Lin, Y. P. and Lee, B. C.. An Introduction to the Operational Data Buoy System in Taiwan. Proceedings of Int. MEDCOAST Conference, Antalya, Turkey, 1999. 33 ~ 39.
- [6] Liang, N. K.. Elementary Wave Model and the Definition of Fetch Area in Wave Prediction. Acta Oceanographica Taiwanica, 1973, (3): 87 ~ 96.
- [7] Liang, N. K.. An Estimate of Spreading Factor for Wind Waves. Acta Oceanographica Taiwanica, 1974, (4): 93 ~ 104.
- [8] Liang, N. K.. The Wave Prediction Model of Monsoon Season for Taichung Harbor. Acta Oceanographica Taiwanica, 1975, (5): 106 ~ 123.
- [9] Liang, N. K.. Application of Fetch Area Method in Monsoon Wave Hindcasting, Proc. 15th International Coastal Engineering Conference. Hawaii, 1976, (1): 258 ~ 272.
- [10] Wang, D. W. and Hwang, P. A.. An Operational Method for Separating Wind Sea and Swell from Ocean Wave Spectra. Submitted to Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2001.